

Evolution du pergélisol dans les complexes glaciers/glaciers rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (Nax, St-Martin, VS)

par Reynald Delaloye¹, Sébastien Métrailler¹, Ralph Lugon²

Bull. Murithienne 121 : 7-20

ZUSAMMENFASSUNG

Entwicklung des Permafrosts im Komplex Gletscher-Blockgletscher im Becs-de-Bosson und Lona (Nax, St-Martin, VS)

Die Blockgletscher von Becs-de-Bosson und Lona waren während der Kleinen Eiszeit teilweise von kleinen Gletschern bedeckt. Geoelektrische (Sondierungen, Widerstandkartierung) und thermische (BTS) Untersuchungen machten es möglich, den beträchtlichen Einfluss des Gletschervorstosses auf den schon zuvor existierenden Permafrost zu illustrieren. Der Permafrost ging in grossen Zonen verloren, währenddessen daneben dicke Körper von gefrorenem Material durch den Gletscher verschoben worden sind. Achtzehn geoelektrische Sondierungen, die schon zwischen 1989 und 1991 durchgeführt worden waren, wurden 2002 wiederholt. Der Vergleich der Daten zeigt eine starke Degradierung des Permafrosts in der Endzone des Blockgletschers von Lona; eine Degradierung, die nirgendwo sonst beobachtet werden konnte. Diese Veränderung ist eine Folge der historischen Dynamik des Komplexes Gletscher-Blockgletscher.

SUMMARY

Evolution of permafrost in the glacier-rock glacier complexes at Becs-de-Bossons and Lona (Nax, St-Martin, VS)

Both Becs-de-Bosson and Lona rock glaciers were partially covered by small glaciers during the Little Ice Age. Electrical resistivity techniques (vertical soundings, resistivity mapping) and thermal measurements (BTS) have enabled the understanding of the considerable impact on pre-existing permafrost caused by the glacier advance. Permafrost thawed over large areas while, in the vicinity, thick bodies of frozen debris were being moved by the glacier. Eighteen electrical soundings, which were first carried out between 1989 and 1991, were repeated in 2002. Data comparison indicates a strong degradation of permafrost in the terminus part of the Lona rock glacier. Such a degradation was not detected elsewhere. The modification at Lona is a consequence of the historical dynamics of the glacier-rock glacier complexe.

RÉSUMÉ

Evolution du pergélisol dans les complexes glacier/glacier rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (Nax, St-Martin, VS)

Les glaciers rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona ont été en partie recouverts par de petits glaciers durant le Petit Age Glaciaire. La prospection géoélectrique (sondages, traînés) et thermique (BTS) a permis d'illustrer l'impact considérable de l'avancée glaciaire sur le pergélisol préexistant. De larges zones ont perdu le pergélisol qu'elles contenaient alors qu'à proximité d'épais corps de matériaux gelés ont été déplacés par le glacier. Dix-huit sondages géoélectriques réalisés une première fois entre 1989 et 1991 ont été répétés en 2002. La comparaison des données indique une forte dégradation du pergélisol dans la partie terminale du glacier rocheux de Lona, dégradation qui n'est nulle part ailleurs observée. Cette modification est une conséquence de la dynamique historique du complexe glacier/glacier rocheux.

Mots clés pergélisol, glacier-glacier rocheux, Petit Age Glaciaire, moraine de poussée gelée, évolution

Schlüsselwörter Permafrost, Gletscher-Blockgletscher, Kleine Eiszeit, gefrorene Stauchmoräne, Entwicklung

Keywords permafrost, glacier-rock glacier, Little Ice Age, frozen push-moraine, evolution

1 Département de Géosciences, Géographie, Université de Fribourg, Pérolles, CH – 1700 Fribourg

2 Institut universitaire Kurt Bösch, Alpes, environnement et société, Case postale 4176, CH – 1950 Sion 4
ralph.lugon@iukb.ch

INTRODUCTION

Des changements dans le pergélisol

Le pergélisol est un matériel de sub-surface dont la température n'est jamais supérieure à 0°C et dont l'épaisseur, dans les Alpes, varie entre dix et plusieurs centaines de mètres. Dans la partie valaisanne de la chaîne alpine, cet état de gel permanent est fréquent au-dessus de 2500 m d'altitude. Il demeure occasionnel au-dessous ou dans les zones très ensoleillées. La quantité importante de chaleur latente libérée lors de la transformation de l'eau en glace (gel), respectivement nécessaire pour permettre le dégel, peut rendre extrêmement lent le processus de mise en place ou de disparition d'un pergélisol. Ainsi, en raison de variations climatiques

L'étude que nous avons menée sur deux sites de la région Val de Réchy-Lona (fig. 1) a tenté de mettre en évidence les effets générés sur le pergélisol par les deux dernières variations significatives du climat, à savoir le refroidissement du Petit Age Glaciaire (PAG, 1350 – 1850 apr. J.-C.) et le réchauffement actuel amorcé depuis la fin du PAG. La fig. 2 introduit au préalable quelques notions et observations concernant les variations de température dans le pergélisol de montagne des régions tempérées.

Durant le Petit Age Glaciaire

En raison de la complexité des échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère et du rôle ambivalent que peut jouer la neige (cf. fig. 2), émettre l'hypothèse d'une

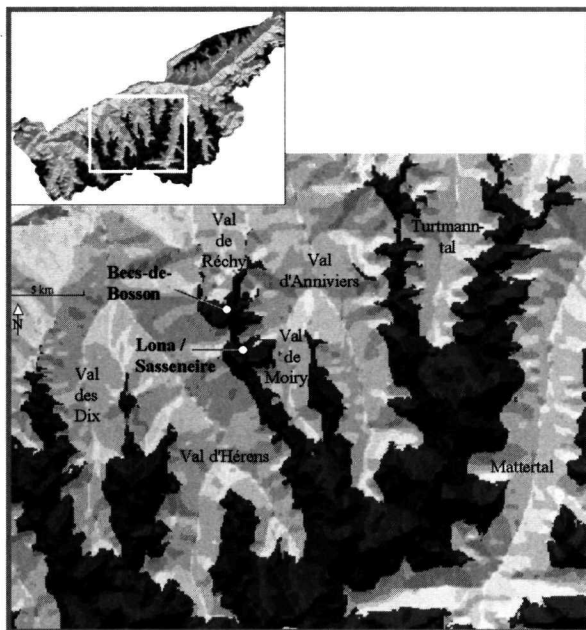
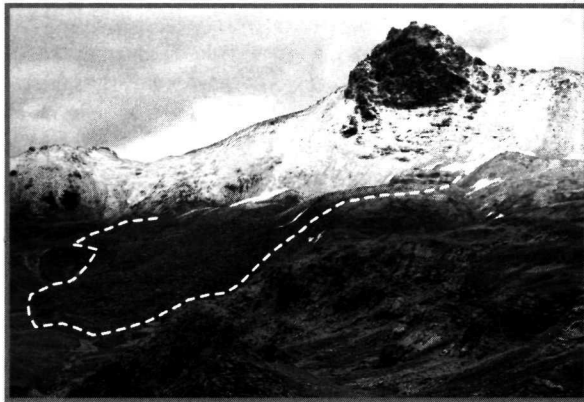


FIGURE 1 – Localisation des deux sites d'étude au cœur des Alpes valaisannes. En tons foncés, l'extension actuelle du pergélisol estimée d'après le modèle établi par DELALOYE & MORAND (1998) dans l'ouest des Alpes valaisannes.

demeurées modestes (probablement de l'ordre de +/- 1°C pour ce qui est de la température), il est légitime d'estimer qu'à large échelle la répartition générale du pergélisol alpin (fig. 1) ne s'est pas fondamentalement modifiée depuis la fin de la dernière glaciation et l'entrée dans l'Holocène, il y a plus de 10 000 ans. Toutefois, au gré des fluctuations de facteurs climatiques (température et enneigement surtout) ou environnementaux (avancées/reculs d'un glacier, colonisation par la végétation, etc.), le pergélisol a pu subir localement des modifications plus ou moins sévères.



Les glaciers rocheux des Bacs-de-Bosson, vallon de Réchy, Nax (en haut) et de Lona, Saint-Martin.

PHOTOS SÉBASTIEN MÉTRAILLER

extension significative des zones de pergélisol durant le PAG demeure purement spéculatif. Que de nombreux petits glaciers se soient développés durant cette période froide à des altitudes propices à l'existence de pergélisol est en revanche un fait établi (MAISCH *et al.* 1999). Tel fut

Les caractéristiques thermiques et géométriques du pergélisol dépendent des échanges d'énergie entre les couches proches de la surface du sol et l'atmosphère. Ces flux d'énergie sont à leur tour étroitement liés à des paramètres environnementaux et climatiques tels que la nature du sol, l'ensoleillement, le bilan radiatif, l'enneigement ou la température de l'air. Le paramètre le plus important sur des terrains raisonnablement inclinés est sans conteste l'enneigement. Entre 2500 et 3000 m, il faut compter dans les Alpes avec une durée annuelle moyenne d'enneigement de 8 à 11 mois, extrêmement variable dans le temps et dans l'espace. Or, un manteau neigeux bien développé (dès 50 à 100 cm d'épaisseur s'il est froid ou dès quelques centimètres déjà s'il est humide) coupe à peu près tout contact entre le terrain et l'atmosphère. En hiver, la neige ralentit le refroidissement du sol et à l'inverse, en été, elle retarde le réchauffement. Une modification durable des caractéristiques de l'enneigement peut ainsi facilement contrecarrer ou multiplier les effets d'un réchauffement ou d'un refroidissement du climat. Lorsque des paramètres environnementaux ou climatiques se modifient en surface (que ce soit d'un jour à l'autre comme d'un

siècle à l'autre), un changement de température dans le pergélisol (comme dans tout autre type de sol d'ailleurs) peut se produire. Cette réponse n'a lieu toutefois que de manière atténuée et décalée dans le temps, atténuation et décalage qui s'accroissent sensiblement au fur à mesure que la profondeur augmente (HAEERLI *et al.* 1993). Actuellement, les pergélisols «froids» (dont la température proche de la surface est nettement inférieure à 0°C) des montagnes d'Europe se réchauffent : les températures relevées dans des forages profonds de 100 mètres environ réalisés récemment dans la plupart des massifs européens (du Spitzberg à la Sierra Nevada) ont en effet révélé une anomalie thermique positive de 1 à 2°C proche de la surface (p. ex. ISAKSEN *et al.* 2001, HARRIS & VONDER MÜHLL 2001). Cette anomalie thermique, qui traduirait le réchauffement climatique d'une majeure partie du XX^e siècle, décroît rapidement avec la profondeur. A force de se réchauffer, le pergélisol peut devenir «tempéré». Sa température est alors proche de 0°C, stade obligé avant une éventuelle disparition. L'inertie thermique du pergélisol est à ce moment-là considérablement augmentée en raison du flux de chaleur latente provoqué par le changement de phase entre la

glace et l'eau. Comme illustration de cette inertie, aucune variation annuelle de température n'est par exemple constatée au-dessous de 3 à 5 mètres de profondeur dans les pergélisols «tempérés» de l'éboulis des Lapires (2500 m, Nendaz/VS, DELALOYE *et al.* 2001), du Mont-Dolin (2900 m, Arolla, VONDER MÜHLL *et al.* 2002) et du Schaffberg (2750 m, Pontresina/ GR, VONDER MÜHLL *et al.* 2002). Pour comparaison, des variations annuelles de 2 à 5°C sont relevées à profondeur égale dans le pergélisol «froid» du glacier rocheux de Murtèl/Corvatsch en Engadine (VONDER MÜHLL *et al.* 1998, 2002). Il n'existe malheureusement aucune donnée permettant de décrire le comportement thermique d'un pergélisol «tempéré» alpin avant la fin des années 1990. La disparition complète d'un pergélisol dans des matériaux sédimentaires n'a jamais non plus été clairement observée. Au vu des observations qui précèdent, l'état thermique général du pergélisol peut être qualifié de relativement stable, surtout proche du point de gel/fusion, et des décennies, voire des siècles semblent nécessaires pour générer des modifications significatives du pergélisol à grande profondeur.

FIGURE 2 – Quelques précisions au sujet des variations de température dans le pergélisol.

le cas du glacier des Becs-de-Bosson dans le Val de Réchy et de celui de Sasseneire à Lona. Ces glaciers, qui n'existaient probablement pas à au moment où débutait le PAG, se sont avancés sur des glaciers rocheux, c'est-à-dire sur d'importants corps de sédiments meubles gelés typiques des régions de pergélisol. En recouvrant ces terrains gelés, les glaciers ont tout d'abord joué un rôle d'isolant thermique défavorable pour la préservation du pergélisol sous-jacent. En empêchant le plus souvent le refroidissement de la surface du sol au-dessous de 0°C, ils ont ainsi pu provoquer un réchauffement important, voire la disparition complète du pergélisol, phénomène encore accentué par l'infiltration des eaux de fonte s'écoulant à la base du glacier. Par leur dynamique, les glaciers ont également pu procéder au déplacement et à la réorganisation spatiale de corps de sédiments gelés (formation de moraines de poussée gelées, **fig. 3**) (p. ex. EVIN 1992, HAEERLI 1979, 1983). De nos jours, et consécutivement au réchauffement des 150 dernières années, le glacier des Becs-de-Bosson a disparu et celui de Lona/Sasseneire ne se résume plus qu'à quelques lambeaux.

Etant donné la probable lenteur de la remise en place de conditions thermiques d'équilibre dans le sol, la répartition spatiale actuelle du pergélisol dans ces deux complexes glacier/glacier rocheux est supposée refléter encore largement l'héritage du PAG.

L'étude que nous avons initiée en mars 2002 reprend partiellement des travaux réalisés par TENTHOREY (1993) et GERBER (1994) dans le cadre de leur thèse de doctorat. Elle vise à déterminer le plus précisément possible quels ont été, à l'intérieur des complexes glaciers/glaciers rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona/Sasseneire, les effets sur le pergélisol engendrés par l'avancée glaciaire du PAG. La dégradation locale du pergélisol et le déplacement de corps de matériaux gelés par les glaciers du PAG avaient bien été mis en évidence par les deux auteurs, mais une cartographie précise de la distribution spatiale du pergélisol n'avait pas été dressée. Nous avons tenté de combler cette lacune à l'aide de nouvelles mesures BTS et géoélectriques. Les résultats obtenus complètent par ailleurs des travaux similaires réalisés dans les Alpes et dans d'autres massifs montagneux du globe (p. ex. EVIN & FABRE 1990,



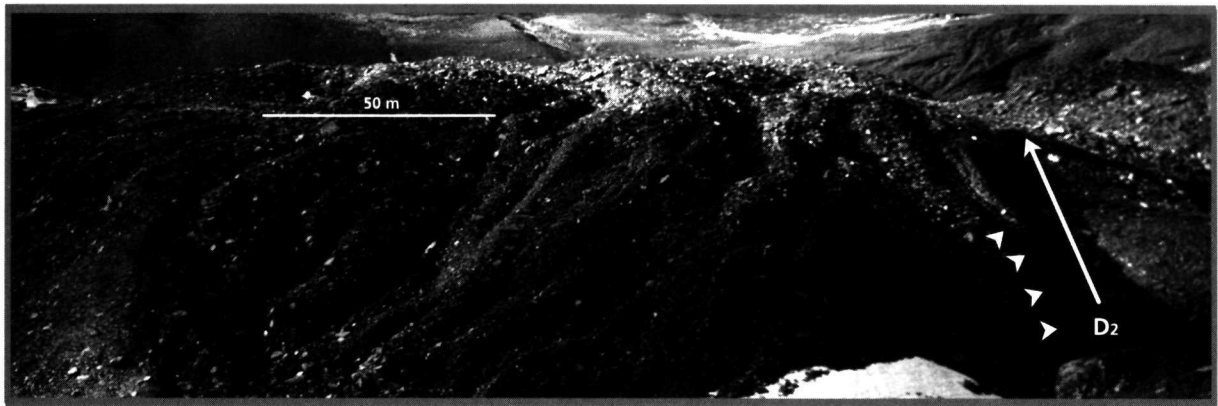


FIGURE 3 – L'ensemble de moraines de poussée gelées P_1 aux racines du complexe glacier/glacier rocheux des Becs-de-Bosson est formé d'une multitude de rides et de sillons arrondis plus ou moins parallèles à la direction d'écoulement du glacier (flèche) et dont la partie interne reflue (pointes de flèche) actuellement en direction de la dépression D_2 . Les moraines de poussée gelées (appelées aussi «moraines de refoulement» par EVIN 1992) sont des sédiments gelés poussés, écrasés par l'avancée d'un glacier (HAEBERLI 1979). Il n'y a probablement aucune moraine de poussée gelée en formation actuellement dans les Alpes et la plupart de celles que l'on peut observer aujourd'hui se sont certainement formées, sans témoin, durant le PAG.

EVIN *et al.* 1997, DELALOYE & DEVAUD 1999, DELALOYE *et al.* 2003a, KNEISEL 1999, LUGON *et al.* 2003, REYNARD *et al.* 2003) et sont motivés par l'amélioration des connaissances sur le rôle que peut jouer le pergélisol dans les problèmes de stabilité posés par certains bastions morainiques (p. ex. LUGON & MONBARON 1998, LUGON *et al.* 2000).

Entre 1990 et 2002

TENTHOREY (1993) et GERBER (1994) avaient tous deux réalisé une dizaine de sondages géoélectriques dans les années 1989–1991 aux Becs-de-Bosson et à Lona/Sasseneire. Nous avons tenté de répéter ces mesures un peu plus d'une décennie plus tard afin de vérifier si une modification significative récente du pergélisol pouvait être détectée dans ces deux complexes glaciers/glaciers rocheux. Cette question est d'autant plus pertinente que la décennie 1990–2000 a probablement été l'une des plus chaudes qu'aient connues les Alpes depuis plusieurs siècles et que l'on peut dès lors s'attendre à une éventuelle accélération des modifications intervenant dans le pergélisol.

La méthodologie appliquée est originale. La répétition de sondages géoélectriques à des emplacements identiques et à plusieurs années d'intervalle n'a jamais été portée à notre connaissance jusqu'à ce jour. HAUCK (2001) et DELALOYE *et al.* (2003b) ont certes clairement constaté que des variations thermiques pouvaient être détectées par la répétition de mesures géoélectriques, mais il s'agissait d'une part de types et d'épaisseurs de terrains favorables à de forts changements de température (couche active dans la roche en place, éboulis «soufflant») et d'autre part, de variations saisonnières (été/hiver) certainement bien plus importantes que les variations décennales (été/été) suspectées dans notre cas.

Par conséquent, il est peu probable qu'un changement évident puisse être observé à Réchy/Lona, ceci d'autant plus que les profondeurs investiguées sont relativement importantes et que les modifications thermiques ont dès lors dû rester limitées.

Nous présenterons tout d'abord les méthodes utilisées lors de notre recherche, puis les principaux résultats obtenus sur les deux sites étudiés. Pour de plus amples détails, le lecteur pourra se référer au travail de diplôme de MÉTRAILLER (en prép.).

Les méthodes appliquées

Comme mentionné précédemment, deux types de données ont été relevés. 287 mesures BTS (température à la base de la couche de neige) ont été obtenues aux Becs-de-Bosson en mars 2002 (**fig. 6**), dont 73 ont été répétées l'année suivante. 113 mesures ont été effectuées en février 2003 à Lona/Sasseneire (**fig. 6**). 28 sondages verticaux (**fig. 6**) et des traînées géoélectriques (ces derniers uniquement aux Becs-de-Bosson **fig. 7**) ont été réalisés en août 2002.

La méthode BTS

Le principe de la méthode BTS veut qu'une fois le manteau neigeux bien établi (c'est généralement le cas dès la fin février), la température mesurée à l'interface sol-neige reflète l'état thermique des premiers mètres du sol. En l'absence de pergélisol, c'est-à-dire si la température du sol à quelques mètres de profondeur est positive, la température BTS sera égale ou légèrement inférieure à 0°C. Au contraire, en présence de pergélisol, c'est-à-dire avec une température du sous-sol en permanence négative, la température se stabilisera à des

valeurs nettement inférieures à 0°C. A l'origine de la méthode (HAEERLI 1973) et pendant longtemps, un seuil placé entre -2° et -3°C différenciait entre la présence et l'absence probable de pergélisol. En réalité, les conditions de formation du manteau neigeux en début d'hiver (date, épaisseur) influencent fortement la température BTS mesurée au milieu de l'hiver, et en conséquence, la température au sommet du pergélisol. En précurseur, KELLER (1994) avait soupçonné cette influence. Par la suite DELALOYE & MONBARON (2003) et VONDER MÜHLL *et al.* (1998, 2002) ont par exemple observé des différences de plusieurs degrés selon les caractéristiques annuelles de l'enneigement. Un seuil universel de différenciation entre présence et absence de pergélisol n'est dès lors pas applicable et c'est de préférence la répartition spatiale relative des zones «chaudes» et «froides» qu'il faut observer plutôt que les valeurs mesurées dans l'absolu. De même, une carte BTS doit impérativement n'être réalisée qu'à partir de données relevées durant un seul et même hiver (DELALOYE 2004).

TENTHOREY (1993) avait effectué une quinzaine de mesures BTS sur le site des Becs-de-Bosson en 1986 et 1989. Ces données, bien qu'éparses, indiquaient déjà une probable distribution discontinue du pergélisol dans les racines du glacier rocheux. L'emplacement des mesures n'ayant pas été reporté précisément, une comparaison avec nos données ne peut pas être envisagée. Pour sa part, GERBER (1994) avait effectué 112 mesures BTS sur la moitié inférieure du complexe glacier/glacier rocheux de Lona. Ces données avaient été relevées pour moitié en 1991 et pour le reste l'année suivante. Comme 1992 semble avoir fourni des valeurs BTS bien plus froides que 1991, une synthèse devient impossible étant donné qu'il n'y a pas de superposition des deux échantillons, et qu'il n'existe aucune autre référence permettant une comparaison entre les deux années.

2002 bien plus froide que 2003 !

Nous avons prévu d'effectuer une cartographie BTS des deux sites en février/mars 2002. Si les mesures ont pu être réalisées aux Becs-de-Bosson, un danger d'avalanches particulièrement surnois et persistant nous a contraints à repousser la campagne de Lona/Sasseneire à l'hiver 2003. Mais les conditions d'enneigement étaient alors différentes, l'hiver peu enneigé de 2001/2002 ayant fait place à une saison hivernale précocement et conséquemment enneigée en 2002/2003. Comme l'emplacement de tous les points avait été relevé à l'aide d'un GPS (précision : environ 3 mètres), nous avons pu, en 2003, répéter 73 des 287 mesures effectuées sur le site des Becs-de-Bosson l'année précédente et constater en moyenne des valeurs de 0.6°C supérieures la deuxième année. A quelques centaines de mètres de là, le site BTS de Tsavolires fait partie du réseau suisse d'observation du pergélisol (PERMOS) (VONDER MÜHLL *et al.* 2002). Plus de 160 mesures BTS y sont répétées chaque année. La

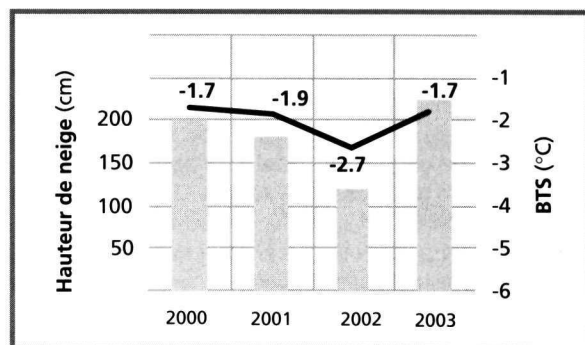


FIGURE 4 – Le site PERMOS de Tsavolires (163 points de mesures) : BTS et hauteur de neige moyennes de 2000 à 2003. Relevés effectués à fin février.

différence entre 2003 et 2002 s'établit ici en moyenne pour l'ensemble des mesures à + 1.0°C (fig. 4).

Les deux années 2002 et 2003 ont donc fourni des températures BTS différentes. Afin de faciliter la lecture des résultats, nous avons tenté de corriger cette différence et d'établir sur les deux sites des Becs-de-Bosson et de Lona/Sasseneire des cartes de température BTS d'échelle de valeurs identique. En comparant dans le détail les 234 valeurs BTS (Tsavolires et Becs-de-Bosson) qui ont été relevées successivement les deux années, nous avons remarqué que la différence de température observée précédemment entre 2002 et 2003 n'était pas uniforme sur l'ensemble des mesures mais qu'elle était en réalité linéairement dépendante de la température BTS elle-même : en clair, plus la valeur BTS 2002 était froide, plus la différence entre 2002 et 2003 était élevée. Cette relation s'établit ainsi (fig. 5) :

$$\text{Différence BTS2002-BTS 2003} = -0.37 \text{ BTS2002} - 0.21$$

et l'équation :

$$\text{BTS2003calc} = \text{BTS2002} + \text{Différence BTS2002-BTS 2003}$$

permet de calculer des valeurs BTS 2003 à partir des données 2002. La marge d'erreur (écart-type) entre les BTS effectivement mesurées en 2003 et les BTS ainsi calculées pour 2003 est de +/- 1.05°C. L'équation inverse :

$$\text{BTS2002calc} = (\text{BTS2003} + 0.21) / 0.63$$

a finalement été appliquée aux 113 mesures BTS 2003 de Lona afin d'établir une carte (fig. 12) dont l'échelle de valeurs est comparable à celle des Becs-de-Bosson en 2002 (fig. 7).

Géoelectrique

Le principe de la géoelectrique consiste à déterminer la résistivité électrique du sol lorsqu'un courant est

généralisé entre deux électrodes disposées en surface. Étant donné que la glace est un matériel très résistant au courant électrique, la géoélectrique est une méthode particulièrement adaptée à la prospection en milieu périglaciaire. La résistivité d'un pergélisol dépend notamment de la teneur en glace du matériel mais aussi et surtout de sa température (HOEKSTRA & McNEILL 1973, BARSCH 1996, HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996, DELALOYE *et al.* 2003b). Dans la région prospectée, la roche en place (quartzite, calcschistes, gneiss) et les sédiments non gelés (éboulis, moraines) ont des résistivités de l'ordre de 1 à 5 kΩm. Exceptionnellement, elles peuvent être plus élevées. Dans ces types de terrain, on peut considérer être en présence de pergélisol «tempéré» déjà à partir d'environ 10 kΩm (HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996). Un pergélisol «froid», qui plus est avec une forte proportion de glace, peut atteindre, voire dépasser 1000 kΩm (ou 1 MΩm) (VONDER MÜHLL 1993, GARDAZ 1997). Des reliques glaciaires fortement recouvertes de débris ont été mesurées entre 3 et plus de 20 MΩm (DELALOYE & DEVAUD 2000, REYNARD *et al.* 2003a).

Plus la distance entre les deux électrodes d'où le courant électrique est injecté est grande, plus le champ électrique créé dans le sol (grosso modo une demi-sphère) et par conséquent la résistivité mesurée sont affectés

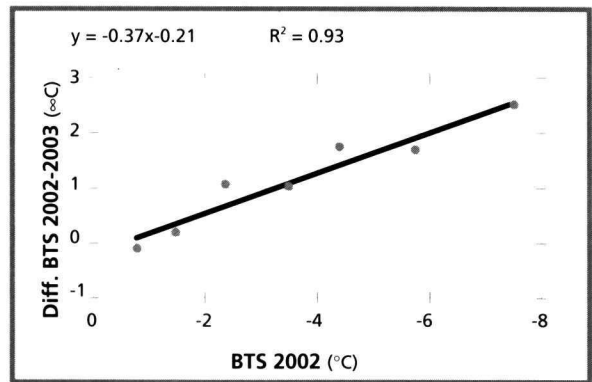


FIGURE 5 – Comparaison par classes entre BTS 2002 et différence BTS 2002-2003 dans le Haut-Val de Réchy.

par des couches profondes. L'écartement graduel des électrodes permet de retracer la variation de la résistivité apparente avec la profondeur (**graphiques sur les fig. 9-10, 13-14**) et de mettre en évidence la superposition de couches de résistivités spécifiques différentes (modèles sur ces mêmes figures). Il s'agit de la technique du sondage vertical. Si TENTHOREY et GERBER avaient utilisé

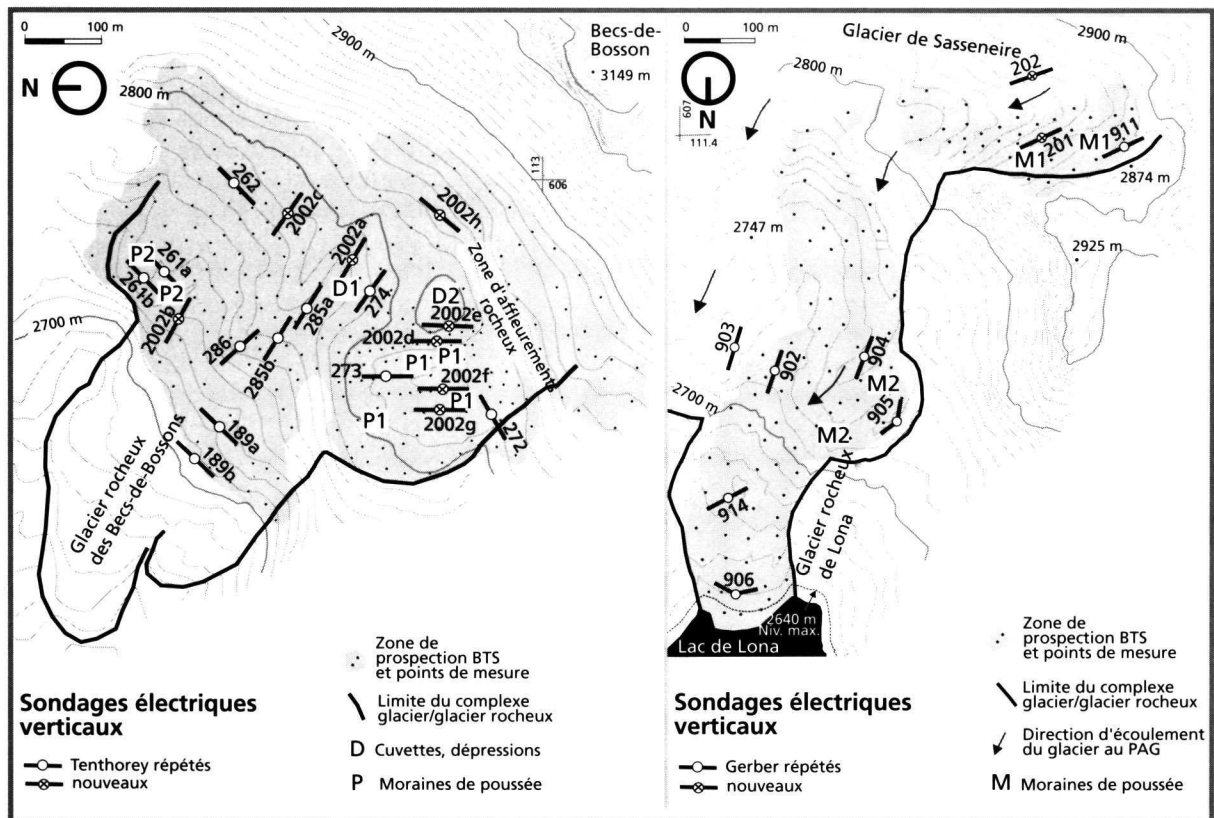


FIGURE 6 – Particularités géomorphologiques et localisation des sondages géoélectriques et des mesures BTS réalisés en 2002/2003 sur les sites des Becs-de-Bosson (à gauche) et de Lona/Sasseneire (à droite).

la configuration symétrique de SCHLUMBERGER, nous avons systématiquement adopté la configuration dissymétrique de HUMMEL (avec une troisième électrode de courant placée perpendiculairement aux deux autres) qui permet d'isoler les deux branches du sondage et de mettre en évidence une éventuelle hétérogénéité du sous-sol.

La méthode du traîné consiste à fixer un écartement des électrodes et à se déplacer dans le terrain en conservant cet écartement. Ce procédé permet de cartographier la résistivité apparente du sol à une profondeur souhaitée. En raison de la présence en surface de niveaux électriquement peu résistants, les valeurs mesurées pour des couches gelées sont généralement deux à cinq fois plus basses que leurs résistivités spécifiques calculées (modélisées) à partir de sondages verticaux. De plus amples explications au sujet des méthodes géoélectriques ont été fournies dans un précédent *Bulletin de la Murithienne* (REYNARD *et al.* 1999, voir aussi VONDER MÜHLL 1993).

Il s'est avéré difficile de réitérer exactement les mêmes sondages que TENTHOREY (1993) sur le site des Becs-de-Bosson car la description des emplacements était plutôt sommaire. Huit sondages ont été répétés (Bec189-Bec286, **fig. 6**), dont trois ont nécessité deux tentatives (a-b). Huit nouveaux sondages (Bec2002a-Bec2002h, **fig. 6**) ont complété les données préexistantes. La résistivité apparente du sol à environ 8-12 m de profondeur a été cartographiée par traîné.

Il a été plus aisé de reprendre les mesures de Lona/Sasseneire. GERBER (1994) avait fourni des coordonnées très précises et des piquets en bois ont été retrouvés dans la majorité des cas à l'emplacement des 7 sondages répétés (Lo902-Lo911, **fig. 6**). Deux nouveaux sondages (Lo201-Lo202, **fig. 6**) ont été ajoutés. En raison de l'étendue du site, seule la rive gauche du complexe glacier/glacier rocheux a été étudiée.

Glacier rocheux des Becs-de-Bosson

Des racines sans pergélisol

Le glacier rocheux des Becs-de-Bosson est orienté vers le nord-ouest et prend racine vers 2800 m d'altitude environ au pied des Becs-de-Bosson (3149 m), dans une zone marquée par la présence de deux larges dépressions (D₁ au nord et D₂ plus au sud, **fig. 6**). Dans D₁ (à l'emplacement du sondage Bec2002a), ainsi qu'à l'amont de D₂, la roche en place (quartzite, sables dolomitiques) affleure, encore fraîchement striée par le glissement basal du glacier qui a recouvert les lieux durant le PAG. Il n'est pas possible de délimiter clairement l'extension maximale du glacier. Ce dernier a assurément formé les moraines de poussée gelées P₁ et peut-être aussi, pour TENTHOREY (1993) du moins, les rides P₂. En général, les traces morphologiques manquent, mais il semble acquis que le glacier n'a nulle part dépassé les limites du glacier rocheux et que 2700 mètres est l'altitude la plus basse qu'aurait atteinte la langue de glace dans la partie centrale du glacier rocheux.

Plus en aval, le glacier rocheux prend une forme spectaculaire, aisément reconnaissable pour l'œil non averti, et se termine à 2610 m par un front raide recouvrant peu à peu des parcelles de pelouse alpine. TENTHOREY (1993) a montré à l'aide de mesures géophysiques que toute la moitié inférieure du glacier rocheux était caractérisée par la présence d'un pergélisol contenant une quantité relativement importante de glace, mais qu'à l'amont «la plus grande surprise a été de ne trouver, à plus de 2800 m d'altitude et dans des zones apparemment favorables au périglaciaire, aucune trace de pergélisol. Ces surfaces correspondent à l'englacement récent du Petit Age Glaciaire, qui a vraisemblablement formé les moraines de poussée lors de sa phase la plus froide, génératrice de glacier partiellement froid; (le climat se réchauffant, le glacier) aurait fait fondre le pergélisol sous lui, en devenant tempéré». L'absence de pergélisol dans une grande partie des racines du glacier rocheux, c'est-à-dire dans une grande partie de la surface recouverte par le glacier durant le PAG, est parfaitement illustrée à la **fig. 7**, où la correspondance entre nos mesures BTS et de résistivité électrique est par ailleurs excellente. Cette zone est caractérisée par des valeurs BTS supérieures à -2°C et une résistivité électrique apparente du sol inférieure à 7 kΩm. A l'amont de la moraine de poussée P₁ et de la grande barre d'affleurement rocheux, des températures BTS froides indiquent toutefois la présence de pergélisol : s'agirait-il d'une recolonisation post-PAG ? Aucun indice ne permet pour l'heure d'y répondre.

Une moraine de poussée gelée complexe et spectaculaire

En raison de leur situation favorable (exposition nord, altitude élevée), les matériaux sédimentaires qui contenaient les cuvettes dans les racines du glacier rocheux ou qui recouvraient le pied du versant des Becs-de-Bosson étaient assurément gelés avant le PAG. Ils ont ensuite été évacués par la poussée glaciaire. Une partie de ces matériaux a été accumulée en contre-pente sur la rive gauche du défunt glacier pour former l'ensemble de moraines de poussée P₁ (**fig. 3 et 8**). Grâce au sondage géoélectrique Bec273, TENTHOREY (1993) avait montré globalement que ces moraines de poussée étaient gelées et que leur teneur en glace devait être importante. Elle avait aussi constaté avec raison que la partie interne du complexe de moraine refluit aujourd'hui vers le centre de la cuvette située à l'amont, mouvement attesté par la présence d'un petit front très raide haut de 1 à 3 mètres (pointes de flèches sur **fig. 3**).

Plus en détail, si l'on observe les résistivités électriques calculées pour les couches les plus résistantes (les couches gelées) dans les 5 sondages Bec2002d-g et Bec273, on constate que les valeurs les plus élevées se situent dans la partie interne de la moraine de poussée et qu'elles diminuent progressivement vers l'extérieur (**fig. 9**). La partie interne, celle qui a le plus été en contact avec le glacier, serait ainsi plus froide et/ou contiendrait nettement plus de



glace que la partie externe de la moraine. Les valeurs maximales calculées (2 M Ω m, Bec273 et branche sud de Bec2002d, **fig. 9**) s'approchent de valeurs observées dans le cas de véritables glaciers couverts. L'hypothèse peut ainsi être formulée qu'au-dessus des sédiments gelés (60-500 k Ω m) qui forment la majeure partie de la moraine de poussée (dans tous les sondages **fig. 9** un tapis de glace de quelques mètres d'épaisseur) de l'ancien glacier des Becs-de-Bosson pourrait avoir été préservé sous une couverture

morainique superficielle. Cette hypothèse est corroborée par l'observation faite en juillet 2002 à la limite interne de la moraine de poussée (près du sondage Bec2002e) d'un affleurement de glace massive qui pourrait avoir appartenu à l'ancien glacier du PAG. Ces observations (résistivité et affleurement de glace massive) correspondent en tous points à celles effectuées dans un autre complexe glacier/glacier rocheux, celui de Challand/Ritord dans la région du Grand-Saint-Bernard (DELALOYE & DEVAUD 2000).

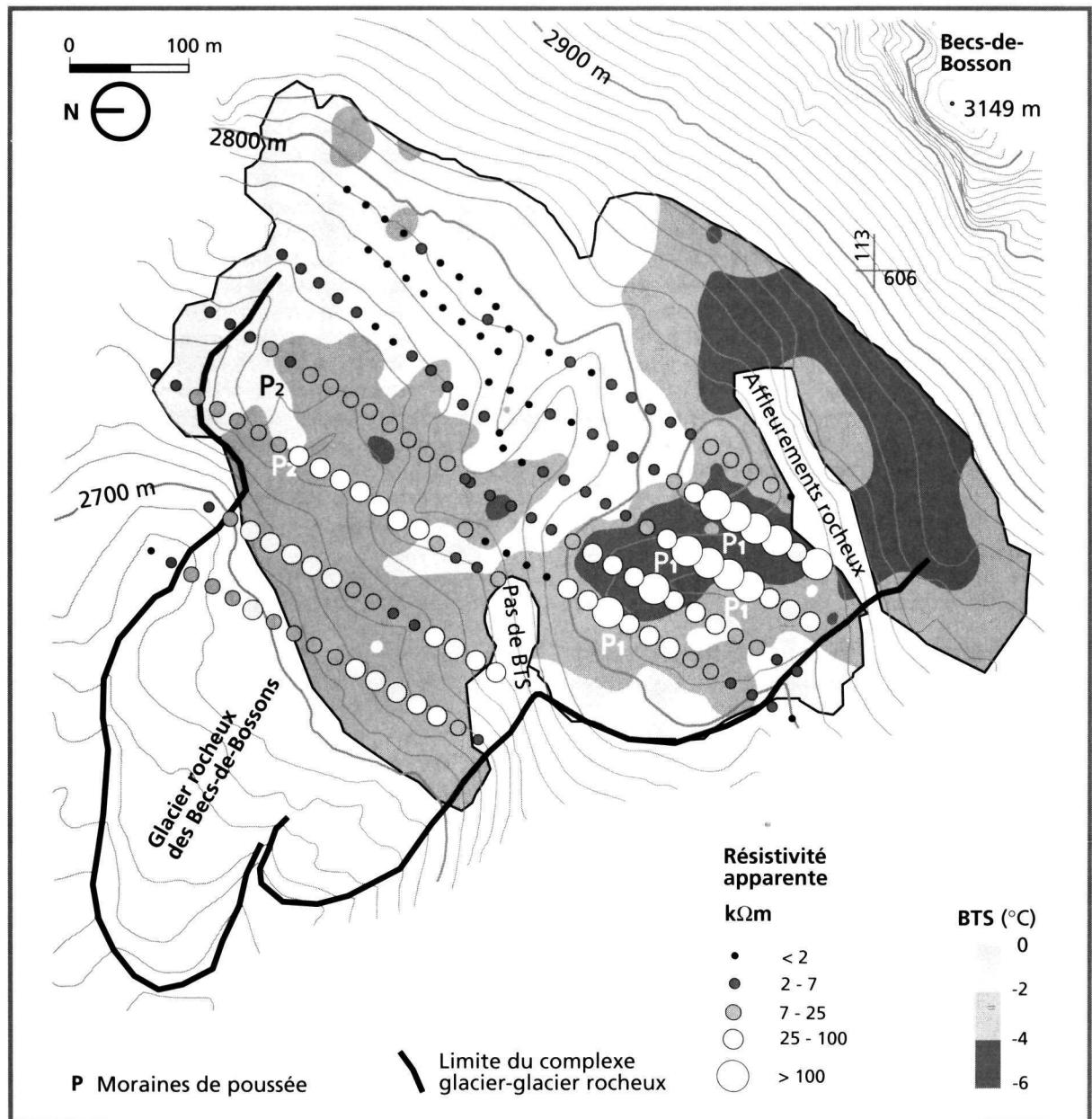


FIGURE 7 – Becs-de-Bosson : résistivité apparente du sol mesurée par trainé (configuration de Wenner, écartement inter-électrode 20 m, profondeur d'investigation estimée : 8-12 mètres) et cartographie interpolée (krigeage) de la température BTS en 2002.

Modifications récentes

En comparant nos sondages géoélectriques avec ceux réalisés par TENTHOREY (1993), seul Bec261 réalisé sur la moraine de poussée P₂ située en rive droite de l'ancien glacier donnerait des résultats différents. Le conditionnel est de mise étant donné que le sondage d'il y a une décennie n'a pas pu être localisé précisément. Toujours est-il que le sondage Bec261b réalisé sur la rive la plus

externe de la moraine de poussée, tout comme le sondage Bec261a effectué une trentaine de mètres vers l'amont indiquent des résistivités nettement supérieures aux données relevées par TENTHOREY (**fig. 10**).

Il est possible d'établir pour le sondage Bec261b un modèle de terrain dont les couches ont des épaisseurs et, sauf pour la deuxième couche, des résistivités tout à fait similaires à celles détectées par TENTHOREY. Il est dès lors très probable que les deux sondages ont été réalisés

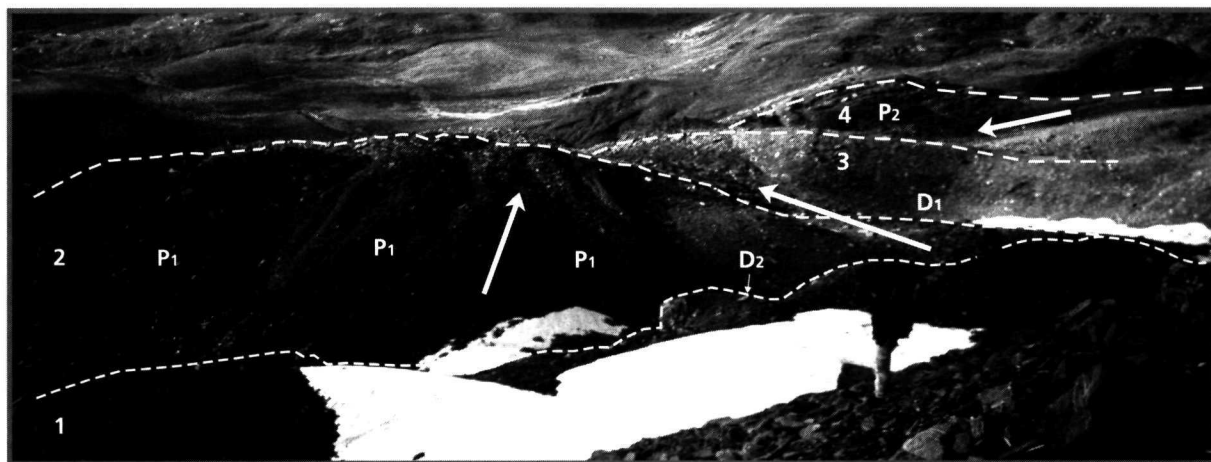


FIGURE 8 – La partie supérieure du glacier rocheux des Becs-de-Bosson, recouverte par un glacier lors du Petit Age Glaciaire. Les tirets et les chiffres (1-4) indiquent différents plans de la photo. Les flèches indiquent la direction d'écoulement du glacier. P₁, P₂: moraines de poussée; D₁, D₂, cuvettes, dépressions.

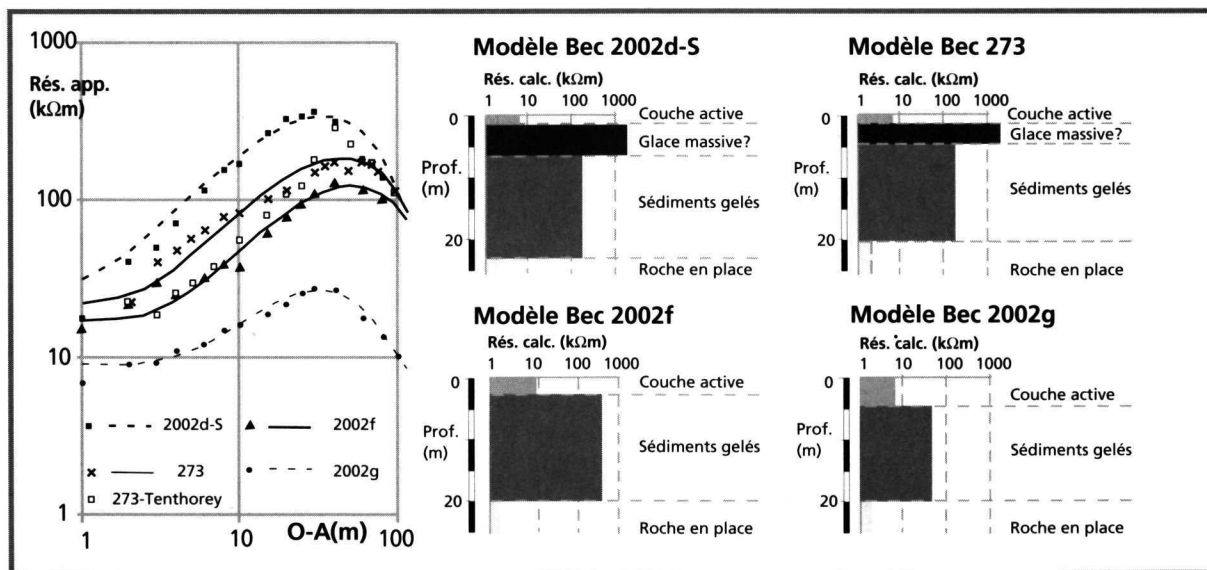


FIGURE 9 – Sondages électriques verticaux sur l'ensemble de moraines de poussée P₁ aux Becs-de-Bosson. Clé de lecture: (1) sur le graphique, les symboles représentent les valeurs mesurées avec en abscisse la demi-distance entre les électrodes de courant (grosso modo 2 à 5 fois la profondeur d'investigation) et en ordonnée la résistivité apparente (fonction de toute l'épaisseur de terrain traversée par le courant électrique); (2) les courbes sont calculées par inversion à partir de modèles de terrain (3-4 couches d'épaisseur et de résistivité spécifiques que l'on essaie d'interpréter); le principe consiste à déterminer pour chaque sondage le modèle permettant d'ajuster au mieux la courbe calculée sur les valeurs mesurées.

approximativement sur le même lieu. L'unique différence réside dans la résistivité de la deuxième couche qui a entre-temps été multipliée par 20 (de 1 à 20 $k\Omega m$). Cette couche qui n'était pas gelée en 1990, le serait devenue en 2002. Cette hypothèse, qui indiquerait l'abaissement

radical des températures dans le sol et l'extension du pergélisol dans ce secteur du complexe glacier/glacier rocheux des Becs-de-Bosson, est surprenante et nécessitera dans le futur des mesures complémentaires et plus détaillées pour pouvoir être acceptée.

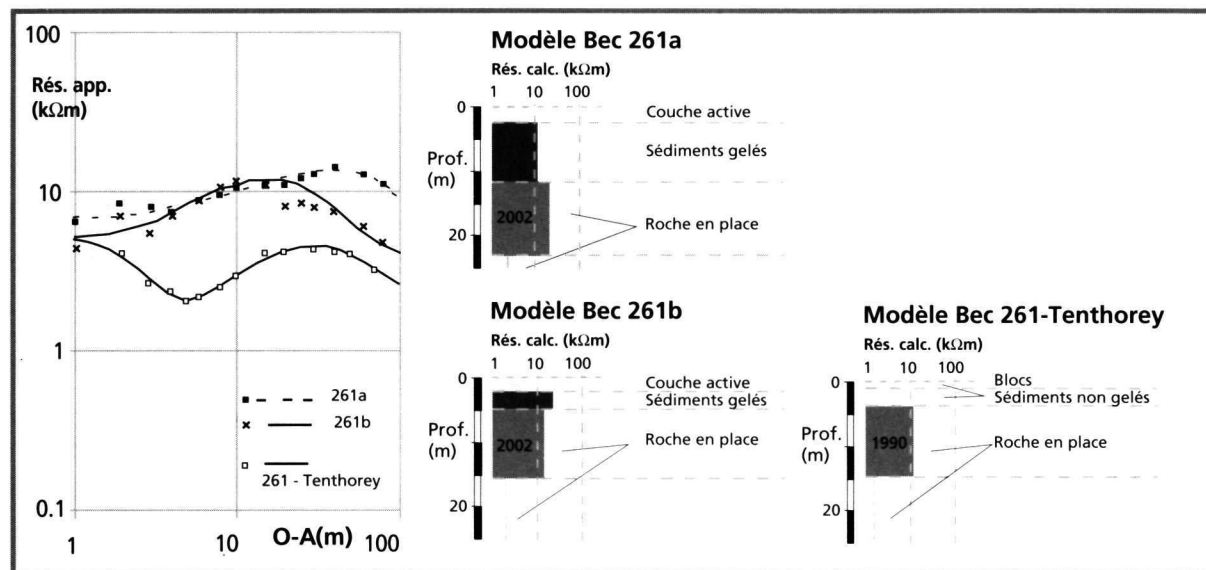


FIGURE 10 – Sondages électriques verticaux sur la moraine de poussée P2 aux Becs-de-Bosson.

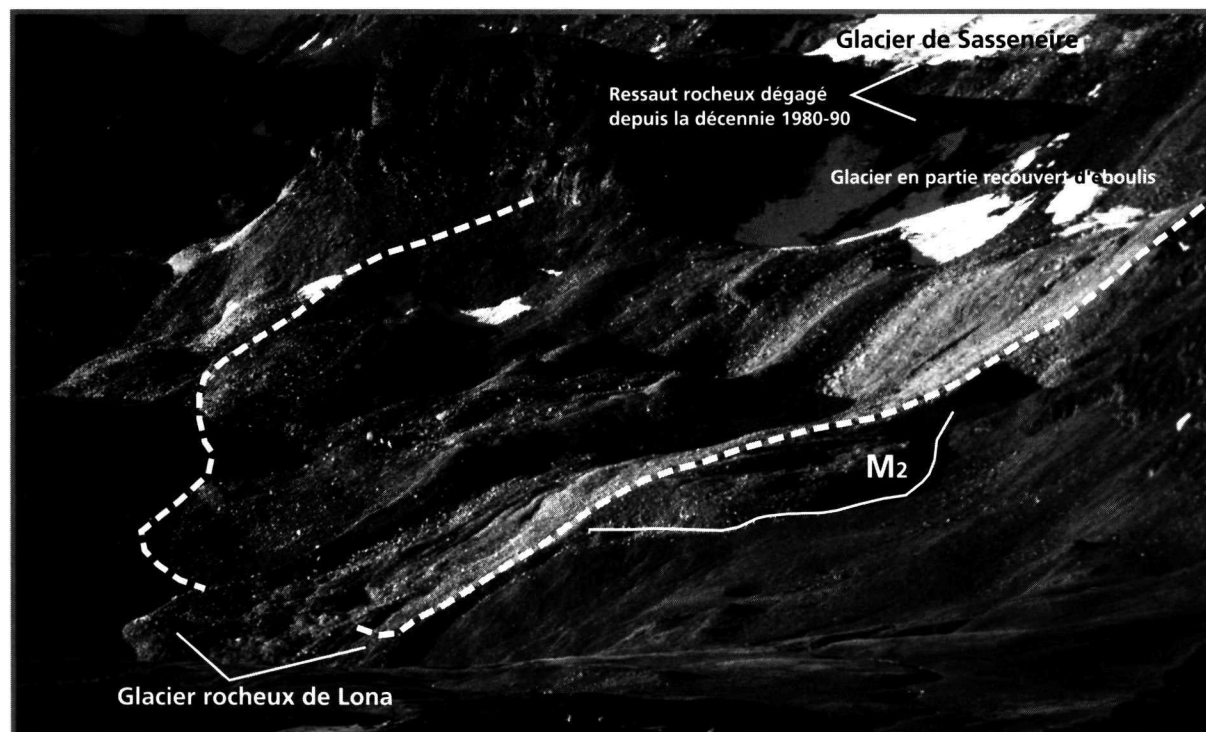


FIGURE 11 – Le complexe glacier/glacier rocheux de Lona/Sasseneire. Les tirets délimitent grossièrement l'extension maximale du glacier de Sasseneire lors du Petit Age Glaciaire. M₂ : moraine de poussée.

La nature de la troisième couche détectée, dont la résistivité atteint 14 k Ω m, est également source d'interrogations. Il est peu probable qu'il s'agisse, comme proposé par TENTHOREY (1993), d'éboulis grossiers non gelés sans matériaux fins. S'agirait-il plutôt de sédiments gelés ou simplement d'un banc de roche en place (cornieule)? Proche de la surface, la cornieule est en effet une roche aérée et donc relativement résistante au courant électrique. Par ailleurs, on retrouve le même banc enfoui un peu plus profondément sous les sédiments probablement gelés du sondage Bec261a, sondage situé à la même altitude 30 mètres vers l'amont. L'enfoncement du banc en direction du sud-est coïncide avec le pendage des assises rocheuses dans la région. L'hypothèse que la troisième couche ne soit qu'un banc de roche en place semble ainsi tout à fait plausible.

Lona/Sasseneire

Un impact glaciaire considérable

Le glacier rocheux de Lona tient son originalité du fait qu'il se termine dans un lac dont le niveau, très variable au fil des saisons, est au maximum à 2640 m d'altitude. GERBER (1994) a renoncé à l'appellation glacier rocheux pour lui préférer la dénomination de «Lockersediment-körper» (corps de sédiments meubles), indiquant par là l'extrême difficulté à appréhender la genèse de la formation. En effet, la plus grande partie du «corps de sédiments» a été recouverte et bouleversée au PAG par l'avancée du glacier de Sasseneire (fig. 11). Comme pour

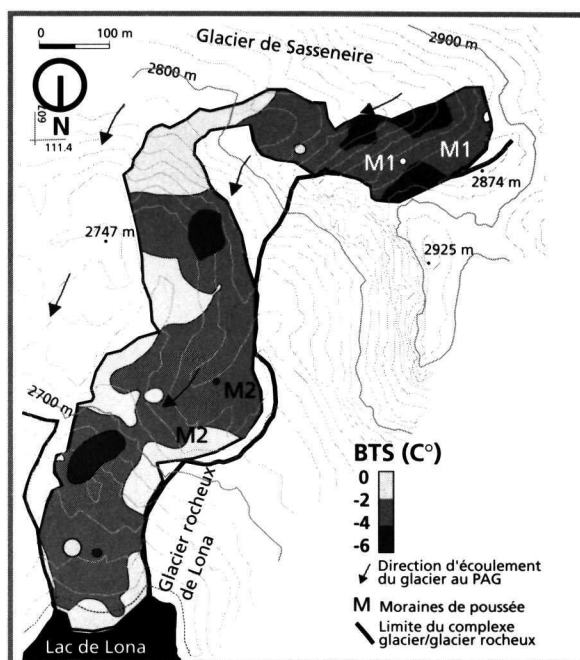


FIGURE 12 – Cartographie de la température BTS à Lona/Sasseneire : valeurs 2002 calculées d'après les mesures effectuées en 2003.

la plupart des petits glaciers qui se sont développés au-dessus de sédiments gelés, il est particulièrement difficile de délimiter l'extension maximale qu'il a atteinte. Il semblerait toutefois dans le cas qui nous occupe que le glacier ait dépassé localement l'étendue du glacier rocheux pré-existant. Il est aussi dès lors facile d'imaginer que la distribution spatiale des terrains gelés pré-PAG ait été très profondément modifiée, à témoin, la moraine de poussée M₂ (fig. 11). Il est également probable que la langue terminale du glacier rocheux de Lona ait été sensiblement déplacée vers l'aval (de plusieurs centaines de mètres?) par l'avancée du glacier.

La carte de valeurs BTS que nous avons établie (fig. 12) reflète clairement l'hétérogénéité thermique du sol générée par le passage du glacier. Si la moraine de poussée M₁, tout à l'amont, est froide et donc assurément le siège de pergélisol, interprétation attestée par les sondages géoélectriques Lo911 et Lo201 (MÉTRAILLER, en prép.), la zone raide de transition entre le plateau supérieur (vers 2800 m) et le replat inférieur d'où se développe la moraine de poussée M₂ indique des températures élevées et ainsi l'absence de pergélisol. Entre 2750 m d'altitude et le

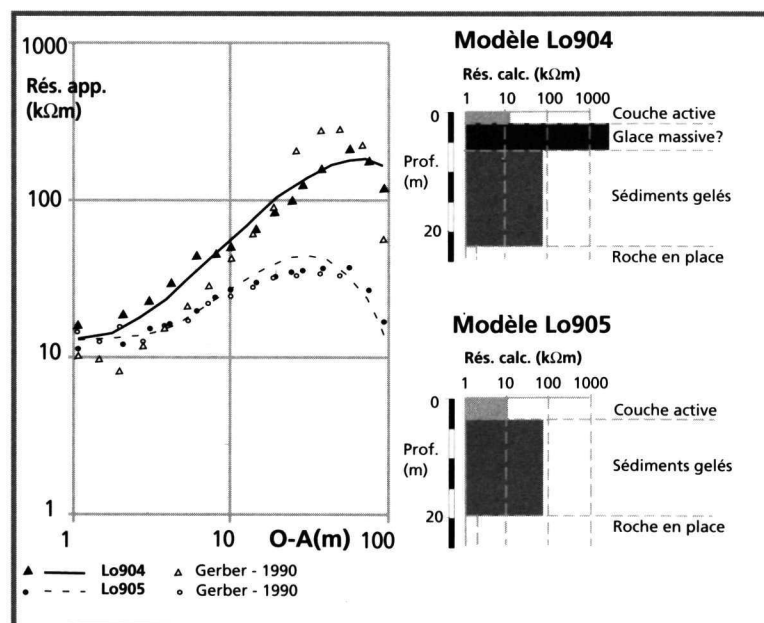


FIGURE 13 – Sondages électriques verticaux sur la moraine de poussée M₂ à Lona/Sasseneire (cf. explications de lecture fig. 10).

front du glacier rocheux, la température du sol est très variable, passant de zones froides et probablement en permanence gelées à des zones où la température BTS est proche de 0°C (pas de pergélisol). Les divers sondages géoélectriques réalisés dans ce secteur permettent une interprétation correspondante (MÉTRAILLER, en prép.), mais il n'est nulle part possible de dire s'il s'agit de pergélisol en formation ou en cours de dégradation.

Une moraine de poussée contenant des restes du glacier ?

Attardons-nous sur la moraine de poussée M₂ dont la composition peut être esquissée à partir de deux sondages géoélectriques réalisés respectivement dans la partie interne de la moraine (Lo904) et sur sa limite extérieure (Lo905). Les valeurs mesurées n'ont pas connu de changement significatif entre 1990 et 2002 (fig. 13). Lo904 révèle un corps gelé épais (20 mètres) de très haute résistivité. Cette valeur est extrêmement élevée (3 MΩm) pour une zone de pergélisol isolée et nous pensons bien être ici en présence, tout comme aux Becs-de-Bosson, d'une moraine de poussée contenant sur sa face interne une carapace de glace de glacier protégée par une couverture morainique. Cette glace surimpose un corps de sédiments gelés (100 kΩm) que l'on identifie clairement sur Lo905. Mais ceci n'est qu'une hypothèse, toutefois soutenue par d'autres données fournies par GERBER (1994) : les vitesses sismiques sont très rapides (>3000 m/s) à faible profondeur déjà. Elles confirment ainsi la présence immédiate sous la surface d'un matériel très compact : de la glace massive ?

Modifications récentes

En comparant les 7 sondages géoélectriques réalisés par GERBER (1994) avec les nôtres, seuls deux montrent des différences significatives : Lo911 et Lo906, tous deux réalisés dans la partie terminale du glacier rocheux. A l'inverse de ce qui a été observé dans la moraine de poussée P₂ aux Becs-de-Bosson, on constate ici une diminution importante de la résistivité apparente mesurée à douze ans d'intervalle. Les deux sondages sont similaires, seul Lo906 est représenté par la (fig. 14). D'après les modèles calculés, il apparaît que c'est dans la partie supérieure du corps gelé en 1990, entre 4 et 10 mètres de profondeur, que la résistivité s'est drastiquement abaissée. Ceci peut être interprété comme un apport excessif de chaleur ayant conduit à la fonte partielle du pergélisol. Cet apport de chaleur serait lié à la position topographique défavorable qu'occupe la langue du glacier rocheux suite à la poussée du glacier de Sasseneire au

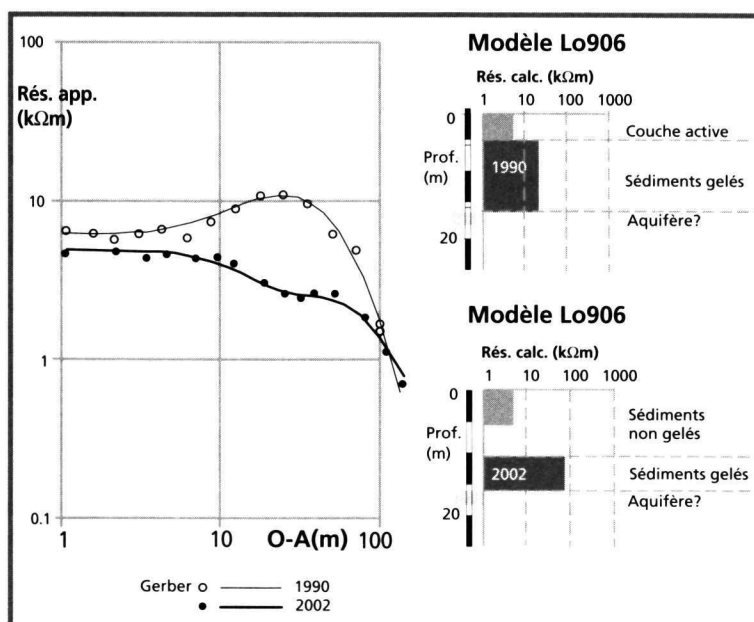


FIGURE 14 – Sondage électrique vertical Lo906 dans la partie frontale du glacier rocheux de Lona/Sasseneire.

PAG : le glacier aurait expulsé la partie terminale du glacier rocheux dans des lieux moins souvent situés dans l'ombre du Sasseneire (3254 m). Le lac contribue aussi probablement au réchauffement du terrain. Par la comparaison photogrammétrique de prises de vue aériennes, GERBER (1994) indique un tassement du sol d'environ un mètre entre 1971 et 1992 à l'emplacement des deux sondages, conséquence probable de la disparition de glace dans le sol.

Une synthèse en forme de perspectives

Notre étude a permis d'illustrer quelques volets de l'évolution récente du pergélisol dans les complexes glaciers/glaciers rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona/Sasseneire. Cinq conclusions majeures, qui sont autant de questions ouvertes, peuvent être posées :

- Durant la phase climatique du PAG, l'apparition et l'avancée de petits glaciers a considérablement modifié la configuration spatiale du pergélisol dans les terrains recouverts. De larges zones se sont réchauffées et ont perdu le pergélisol qu'elles contenaient. Elles ne l'ont pas retrouvé depuis. Des moraines de poussée, agglomération de matériaux gelés, ont été construites par l'avancée glaciaire à l'aval et sur les bords du glacier.
- Les données géoélectriques indiquent que des restes de glacier du PAG peuvent avoir été conservés immédiatement sous la surface dans la partie interne de certaines moraines de poussée.

- Dans les zones encore favorables à son existence (ensoleillement restreint), le pergélisol, s'il a été mis à mal par l'avancée glaciaire, pourrait se réinstaller petit à petit. Ce qui a été observé en une décennie (mais qui demande confirmation) dans la moraine de poussée P₂ des Becs-de-Bosson (**fig. 11**) pourrait en témoigner.
- Dans les zones défavorables au pergélisol, où par exemple l'ensoleillement est plus généreux, les matériaux gelés qui ont été déplacés par le glacier (zone terminale du glacier rocheux de Lona) peuvent dégeler assez rapidement, indépendamment d'une quelconque modification du climat.
- Aucun autre changement n'a pas pu être mis en évidence entre 1989-1991 et 2002 sur la base des sondages géoélectriques répétés, ce qui démontre, sauf exception, l'extrême lenteur de réaction du pergélisol face aux conditions climatiques extérieures.

Les complexes glaciers/glaciers rocheux apparaissent comme des lieux où les équilibres thermique et mécanique du sol ont été fortement perturbés par la récurrence glaciaire du PAG. Localement, des zones subissent aujourd'hui encore une évolution relativement rapide dictée par la nécessité de rééquilibrage (thermique ou mécanique). Pour une meilleure compréhension des processus en cours, il sera nécessaire de poursuivre les travaux de terrain (35 capteurs permettant l'enregistrement continu de la température du sol ont par exemple été installés sur les deux sites). Il sera primordial également, d'ici une dizaine d'années, de répéter les travaux effectués lors de notre campagne 2002/2003 afin de confirmer ou d'infirmer les conclusions que nous venons d'esquisser.

REMERCIEMENTS

Ce projet a été soutenu par la Fondation D^r Ignace Mariétan de la Murithienne, Société Valaisanne des Sciences Naturelles, par l'Institut Universitaire Kurt Bösch à Sion et par le Département de Géosciences à l'Université de Fribourg. Nos remerciements s'adressent également à tout(e)s les étudiant(e)s qui nous ont aidés sur le terrain, aux Forces Motrices de la Gougra S.A. pour l'autorisation d'accès véhiculé à Lona et à Chantal Crausaz et ses aides pour leur accueil chaleureux à la Cabane des Becs-de-Bosson.

BIBLIOGRAPHIE

- BARSCHE, D. 1996. *Rock glaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer Series in Physical Environment, 16.
- DELALOYE, R. 2004. Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg (sous presse).
- DELALOYE, R. & G. DEVAUD. 2000. La distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires des glaciers de Challand, d'Aget et du Sanetschhorn (Valais, Alpes suisses). In: Hegg, Ch., Vonder Mühll, D. (Hrsg.): *Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.-10. Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis)*. Birmensdorf, Eidgenössischen Forschungsanstalt WSL, pp. 89-96.
- DELALOYE, R., R. LUGON, C. LAMBIEL & E. REYNARD. 2003a. Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire: quelques exemples alpins et pyrénéens. *Environnements périglaciaires*, Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire, 10. (sous presse).
- DELALOYE, R. & M. MONBARON. 2003. Snow effects on recent shifts (1998-2002) in mean annual ground surface temperature at alpine permafrost sites in the western Swiss Alps. *8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003, Extended Abstracts Volume*. pp. 23-24.
- DELALOYE, R. & S. MORAND. 1998. Les glaciers rocheux de la région d'Entremont (Alpes Valaisannes): inventaire et analyse spatiale à l'aide d'un SIG. In: *Beiträge aus der Gebirgs-Geomorphologie. Mitt. VAW/ETH Zürich* 158, pp. 75-86.
- DELALOYE, R., E. REYNARD & C. LAMBIEL. 2001. Pergélisol et construction de remontées mécaniques: l'exemple des Lapires (Mont-Gelé, Valais). *Le gel en géotechnique*, Publications de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches, 141, pp. 103-113.
- DELALOYE, R., E. REYNARD & C. LAMBIEL, L. MARESCOT & R. MONNET. 2003b. Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003*. pp. 175-180.
- EVIN, M. 1992. Une moraine de refoulement au Viso (Italie). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 27/28 pp. 11-24.
- EVIN, M., & D. FABRE. 1990. The Distribution of Permafrost in Rock Glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology*, 3, pp. 57-71.
- EVIN, M., D. FABRE & P. G. JOHNSON. 1997. Electrical Resistivity Measurements on the Rock Glaciers of Grizzly Creek, St Elias Mountains, Yukon. *Perm. Perigl. Process.*, 8, pp. 179-189.
- GARDAZ, J.-M. 1997. Distribution of Mountain Permafrost, Fontanasses Basin, Valaisian Alps, Switzerland. *Perm. Perigl. Process.*, 8, pp. 101-105.
- GERBER, E. 1994. *Geomorphologie und Geomorphodynamik der Region Lona-Sasseneire (Wallis, Schweizer Alpen) unter besonderer Berücksichtigung von Lockersedimenten mit Permafrost*. Thèse n° 1060. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Suisse.
- HAEBERLI, W. 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9, pp. 221-227.
- 1979. Holocene push-moraines in alpine permafrost. *Geogr. Ann.*, 61A (1-2), pp. 43-48.
- 1983. Permafrost – glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past. *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, National Academy Press, Washington D.C., pp. 415-420.
- 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 77.
- HAEBERLI, W., M. HOELZLE, F. KELLER, W. SCHMID, D. S. VONDER MÜHLL & S. WAGNER. 1993. Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, pp. 214-219.
- HAEBERLI, W. & D. VONDER MÜHLL. 1996. On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 104, pp. 43-57.
- HARRIS, C. & D. VONDER MÜHLL. 2001. Permafrost and Climate in Europe. *Climate Change, Mountain Permafrost Degradation and Geotechnical Hazard*. In: G. Visconti et al. (eds.), *Global Change and Protected Area*, Kluwer Academic Publishers, pp. 71-82.
- HAUCK, C. 2001. Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 171.
- HOEKSTRA, P. & D. McNEILL. 1973. Electromagnetic probing of permafrost. *2nd Int. Conf. on Permafrost*, North. Am. Contrib., Natl. Acad. Sci., Washington DE, pp. 517-526.
- ISAKSEN, K., P. HOLMLUND, J. L. SOLLID & C. HARRIS. 2001. Three deep



- alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Perm. Perigl. Proces.* 12/1, pp. 13-26.
- KELLER, F. 1994. Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost, eine Grundlagenstudie im Oberengadin. *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 127.
- KNEISEL, C. 1999. Permafrost in Gletschervorfeldern. Eine vergleichende Untersuchung in den Ostschweizer Alpen und Nordschweden. *Trierer Geographische Studien*, 22.
- LUGON, R., R. DELALOYE, E. SERRANO, E. REYNARD & C. LAMBIEL. 2003. Permafrost and Little Ice Age glacier relationships: a case study in the Posets massif, Central Pyrenees, Spain. 8th *Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003, Extended Abstracts Volume*, pp. 93-94.
- LUGON, R. & M. MONBARON, 1998. *Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques, deux études de cas en Valais: le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret)*. Rapport final PNR 31, vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- LUGON, R., J.-M. GARDAZ & D. VONDER MÜHLL. 2000. The partial collapse of the Dolent glacier moraine (Mont Blanc Range, Swiss Alps). *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 122, pp. 191-208.
- MAISCH, M., A. WIPF, B. DENNELER, J. BATTAGLIA & C. BENZ. 1999. *Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien*. NFP 31 Schlussbericht, vdf, ETH-Zürich.
- MÉTRAILLER, S. (en prép.). *Marges proglaciaires et évolution récente du pergélisol dans la région de Réchy/Lona (VS)*. Travail de diplôme, Dept. Géosciences, Univ. Fribourg, Suisse.
- REYNARD, E., R. DELALOYE & C. LAMBIEL. 1999. Prospection géo-électrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont-Gelé (Nendaz, VS). *Bull. Murithienne*, 117, pp. 89-103.
- REYNARD, E., C. LAMBIEL, R. DELALOYE, G. DEVAUD, L. BARON, D. CHAPPELLIER, L. MARESCOT & R. MONNET. 2003. Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003*, pp. 947-952.
- TENTHOREY, G. 1993. *Paysage géomorphologique du Haut-Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux*. Thèse n°1044, Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Suisse.
- VONDER MÜHLL, D. 1993. Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 122.
- VONDER MÜHLL, D., T. STUCKI & W. HAEBERLI. 1998. Borehole Temperatures in Alpine Permafrost: A Ten Year Series. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, pp. 1089-1095.
- VONDER MÜHLL, D., R. DELALOYE, W. HAEBERLI, M. HOELZLE & B. KRUMMENACHER. 2002. *Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS, 1. Jahresbericht 1999/2000*. Glaziologische Kommission, Schweizerische Akademie der Naturwissenschaften SANW, Bern.